

# Die Eiszeitseen im Bayerischen Wald mit ihren Moränenlandschaften

Fritz Pfaffl, Zwiesel

Die markantesten Landschaften des Hinteren Bayerischen Waldes (früher Hoher Böhmerwald genannt) und Šumava sind neben den Quarz-Pfahlab schnitten bei Thierstein Nähe Cham, Viechtach und Weißenstein (bei Regen) zweifellos die Eiszeitseen mit ihren Moränenlandschaften und Kar-Steilwänden. Vier dieser Karseenbereiche sind bereits vollständig verlandet (vermoort). Es sind dies: die Bankelschwelle im Arbergebiet, der Alte See am Rachel, das Rachel-Nordkar und das Bärnriegel-Kar im Lusengebiet. Offene Wasserflächen haben noch Großer und Kleiner Arbersee, der Rachelsee, das Bärnriegel-Kar im Lusengebiet und auf der böhmischen Šumava-Seite Černé Jezero (Schwarzer See) bzw. Čertovo Jezero (Teufelssee) unter der Seewand (Jezerní hora), Laka Jezero (Lackenbergssee) unterm Laka (Lackenbergs), Prašilské Jezero (Stubenbacher See) und Alter See (dieser auch bereits vermoort) unterm Polednig (Mittagsberg) im Enzianfilzplateau nahe der Staatsgrenze Tschechische Republik/Deutschland, bzw. Plešné Jezero (Plöckensteinsee) unterm (österreichischen) Plöckenstein (Plešná).

## Geschichtliches

Der gebürtige Landshuter Eiszeitforscher Georg Priehäuser (1894-1974) hat sich mir gegenüber einmal geäußert, dass eine kleinmaßstäbliche Moränenkartierung in den 20er und 30er Jahren des vergangenen Jahrhunderts wegen des sehr unübersichtlichen und hügeligen Geländes viel zu schwierig für einen Nichtfachmann war, was bei mir als ausgebildetem Vermessungstechniker nicht zutrifft. Keine der von mir kartierten Moränenlandschaften gleicht der anderen.

Die Moränenlandschaften der Karseen Kleiner Arbersee, Großer Arbersee, Bankelschwelle, Rachel-Nordkar und Bärnriegel-Kar wurden von mir in den Jahren 1982-1994 kleinmaßstäblich mit Hilfe eines Maßbandes und Kompasses aufgenommen, trotz der Unmöglichkeitsaussage von Vermessungsdirektor U. Winkler (Zwiesel). Die Ergebnisse konnte ich in der Zeitschrift der Universität Erlangen veröffentlichen (PFAFFL 1988). Nur die Moränenlandschaften beim Rachel wurden von BAUBERGER (1977), HAUNER (1980) und PFAFFL (1988 detailliert) aufgenommen. Auf eine kleinmaßstäbliche Kartierung der beiden Rachelsee-Moränenlandschaften ließ sich HAUNER (1980) nicht ein.

Unklar blieb lange Zeit die Frage nach der Ausdehnung der Gletscher von Arber, Rachel und Lusen, gingen sie bis in die Täler oder nicht? Noch 1980 vertrat U. HAUNER in seiner Doktorarbeit eine Ausdehnung bis ins Tal und versuchte das gemeinsam mit W. BAUBERGER zu beweisen. RATHSBURG (1927, 1928) und PFAFFL (1988-2003) sprechen sich dagegen aus, da die im Gelände nachweisbaren Endmoränen zweifellos auch das Ende der Gletschervorstöße darstellen. Alle diese Arbeiten, auch die von PRIEHÄUSER (1927) schürten diese Kontroverse. Es lag deshalb nahe, die sechs Moränenlandschaften (die Rachelmoräne ausgenommen, sie wurde von PFAFFL bereits detailliert dargestellt) kleinmaßstäblich aufzunehmen.

Die bislang fehlende Kartierung aller Moränen sollte nachgeholt werden, um die Mängel früherer Arbeiten auszugleichen und einen Beitrag zur Klärung der vielen noch offenen Fragen liefern zu können. Vielleicht können wir nun die Frage beantworten, wie viele Gletschervorstöße es im Riß- oder Würmglazial gab?

Heute wäre eine Kartierung der Moränenlandschaften mit Hilfe von Drohnen möglich, sofern keine dichte Hochwaldbestockung für das Gelände vorliegt. Eine Kartierung der Moränenlandschaften auf der böhmischen Gebirgsseite steht noch immer aus.

## Die Beschreibung der Moränenlandschaften

### Der Große Arbersee

Zu den Problemen der glazialmorphologischen Erscheinungen am Großen Arbersee hat ENGELMANN (1952) Stellung genommen und sich, unter Weglassung aller bisher sehr kontrovers geführten Diskussionen, zusammenfassend geäußert. Hierzu ein Zitat aus seinen Publikationen, da es in einer schwer zugänglichen Zeitschrift erschienen ist:

„Zwischen dem Seeriegel (1444 m) des Arbergipfels und dem Seewandgipfel (1340 m) zieht sich das Tal des Großen Regens hinab. Sein Seebach wird vom Großen Arbersee gespeist, dem der Geigen- und der Bärenbach zufließen.

Dazwischen hing vom Sattel zwischen beiden Gipfeln (1260-1278 m), 400 - 500 m tief, ein Eisvorhang über die Seewand hinab, der die Terrassenabfälle seiner von Rutschungen durchsetzten Felsunterlage in Gletscherstürzen und -brüchen überwand. Die Eismassen der Seewand vereinigten sich mit den beiden aufeinander zulaufenden Gletscherströmen des Geigen- und Bärenbachtals in dem nordsüdlich gerichteten hinteren Teil des Großen Arbersees, der höchstens 9 m tief ist. Er bildete den Anfang des Gletscherbettes, in dem der Große Arbersee-Gletscher zwischen Seitenmoränen, die in 1055 bzw. in 1095 m Meereshöhe ansetzen, ostwärts ins Seebachtal hinausglitt. Seine Endmoräne lag in 850 m Meereshöhe (85 m unter dem Seespiegel und 700 m unter dem Arbergipfel). Die Breite des Gletschers erreichte zwischen den Ansätzen der obersten Seitenmoränen 1,3 km und über dem vorderen Seeteil 1 km, sie verengte sich unterhalb des Sees zu einer Gletscherzunge von 375 bis 350 m Breite.“

## Die Moränenlandschaft

Während die linke Seitenmoräne, die sich in drei bis vier Züge gliedert, im Einschnitt der Brennesstraße gut aufgeschlossen ist und durch den an ihrem Außenrand abfließenden Steinbach klar abgegrenzt wird, schiebt sich in das Blockband der rechten Seitenmoräne unterhalb des Sees ein Hufeisenwall ein, der den Stillen See, vermoorte Wassertümpel und trocken

liegende Wannen einschließt. Vielleicht wurde hier die rechte Seitenmoräne des Hauptvorstoßes durch einen späteren, einseitig aus dem Geigenbachtal gespeisten Gletschervorstoß überfahren. Unterhalb der Endmoräne in 850 m Meereshöhe gibt es keine Gletscherspuren im strengen Sinne der klassischen Eiszeitforschung, wohl aber die Reste von Fließerdecken, die sich an Hängen verbreiten und weit ins Tal des Großen Arbers hinabsteigen. Sie bildeten sich wie die Gletscher des Großen Arbers im jüngsten Abschnitt der Eiszeit, der nach der Gliederung der alpinen Vergletscherung die Würmmoräne genannt wird.

Die Kartierung der Moränenlandschaft am Großen Arber zeigte auf, dass die Seitenmoränen infolge unterschiedlicher Geländeneigungen an beiden Seiten andersartig ausgebildet sind. Der steilere Hang an der rechten Seite zeigt in sehr regelmäßiger Form vier Moränenzüge, die in Höhe des Seeeendes ihre Richtung ändern und an der großen Kurve der Regenhüttler Straße in hufeisenförmigen Endungen mit Hohlkehlen abfallen. Die dem Seebach am nächsten liegende große Seitenmoräne hinterließ im Zwickel zur kürzeren zweiten Seitenmoräne und zur dritten Seitenmoräne drei kleine abflusslose Becken. In dem der Bodenmaiser Straße nächstgelegenen Becken blieb ein kleiner „Stiller See“ bestehen.

Die linksseitige Seitenmoränenlandschaft ist im leicht ansteigenden Gebiet zum Steinbach hin viel großräumiger entwickelt.

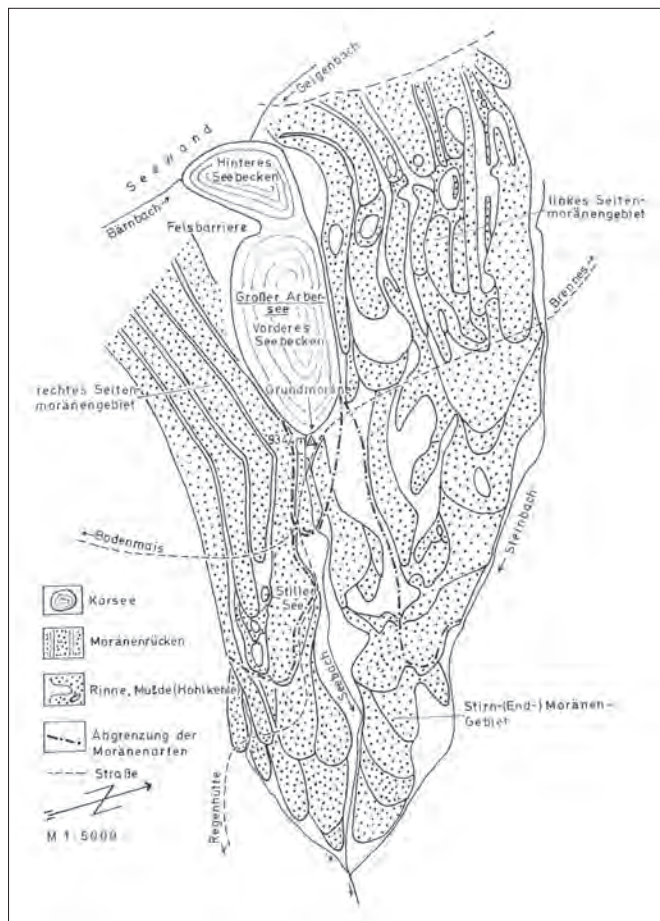


Abb. 1: Moränenlandschaft am Großen Arbersee (Grafiken Abb. 1-4 und 6, 7: Pfaffl).

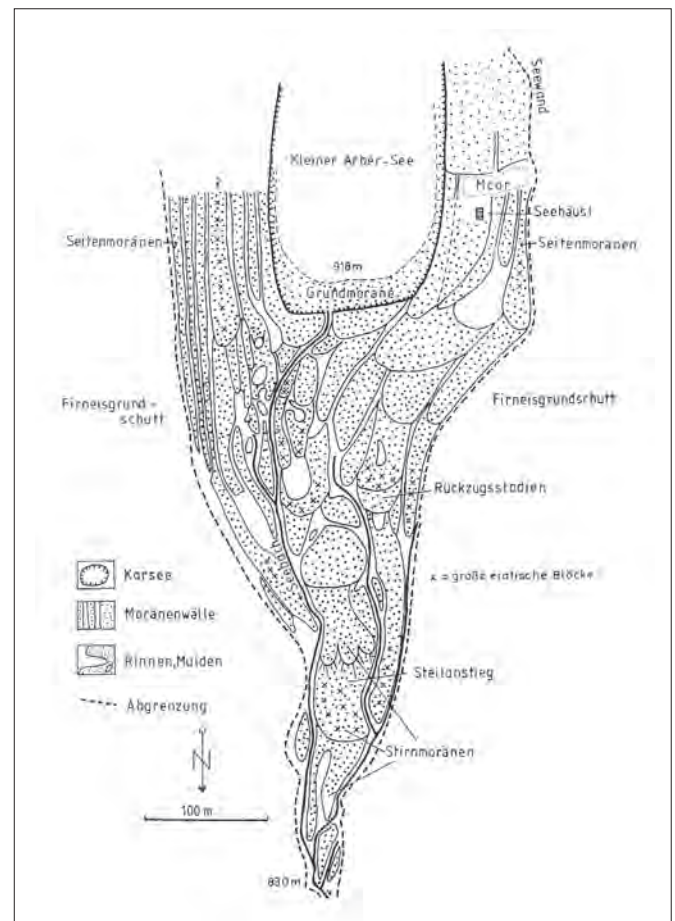


Abb. 2: Moränenlandschaft am Kleinen Arbersee.

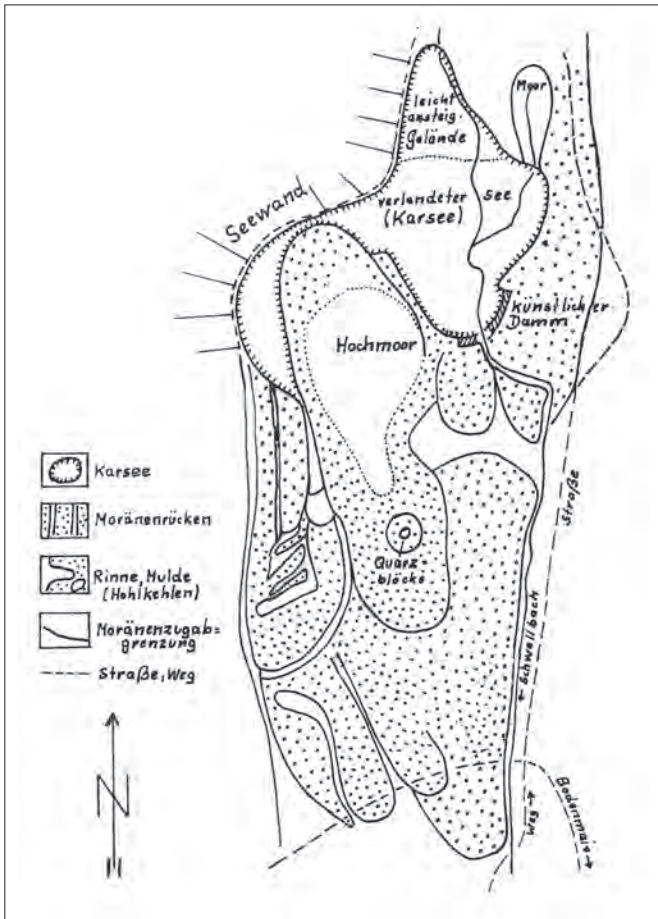


Abb. 3: Moränenlandschaft am Bankelschwellen-Kar.

Zwischen den einzelnen Wällen befinden sich langgezogene Rinnen, Becken und größere hufeisenförmige Wall-Endungen (Hohlkehlen), die in Zusammenhang mit breiten Eiszungen und Eisabschmelzstellen gebracht werden könnten. Unterhalb der Brennesstraße verlaufen zwischen den Moränenzügen noch breitere Täler, die als frühere Schmelzwasserabflüsse aus dem Seebecken gedeutet werden können. Die Stirn-, (End-)moränenwälle sind am Zusammenfluss von Seebach, Steinbach und rechtsseitigem kleinen Moränenausfluß sehr deutlich ausgebildet vorhanden. Diese Moränen werden an den beiden Innenseiten in Höhe der Abbiegung der Regenhüttler Straße von den Seitenmoränen teilweise überfahren. Die Grundmoränen sind am Großen Arbersee den Baumaßnahmen für Gaststätten und Parkplätze und dem Straßenbau fast vollständig zum Opfer gefallen. Der Seebach hat Teile der seeabdämmenden Grundmoräne und der Stirnmoräne durchrissen, dabei aber größere Felsblöcke im Bachbett belassen und das lehmige, steinige Material im unteren Bachverlauf zu kleinen Pseudomoränen angehäuft. Die auffallende Mächtigkeit der Seitenmoränen am Großen Arbersee lässt die Schlussfolgerung zu, dass der im hinteren Seebecken aus Geigenbach- und Bärnbach-Gletscher vereinigte große Gletscher in mehrere Eisströme geteilt war, die an den Rändern im unterschiedlich gestalteten Ur-Gelände mehrere Moränenformen schufen. Die auffallende Gliederung der Stirnmoränenwälle kann auf die Einwirkung mehrerer Eiszungen der einzelnen Eisströme im vereinigten Gletscher zurückzuführen sein. Die Annahme einer Ausdehnung von Talgletschern bis

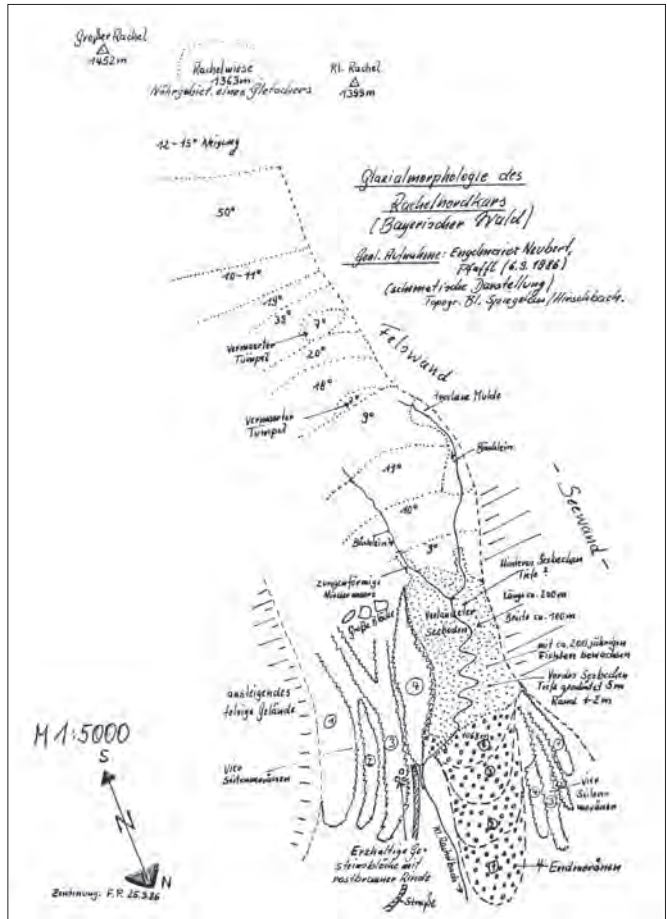


Abb. 4: Moränenlandschaft am Rachel-Nordkar.

auf 500 m Höhe hinab ist aus glaziologischen Gründen abzulehnen. Die Gletscherstadien sind hier nicht mit jenen der Alpen oder des Schwarzwaldes gleichzustellen.

PAUL WAGNER schrieb 1897 in seiner Dissertation über das Schicksal der Eiszeitseen die prophetischen Worte: „Aber auch die Seen werden vergehen, wie einst die Firneismassen. Reichliche Wasseradern schaffen unermüdlich Schutz und organische Reste in den See und erhöhen seinen Boden, und am anderen Ende sucht der schäumende Seebach sich rückwärts durch die hindernde Schwelle zu nagen und sein Vorratsbecken anzuzapfen. Wenn auch Menschenhand versucht, diesen letzten Prozess zu hintertreiben, so wird doch über kurz oder lang ein ebener, sumpfiger Talboden mit steiler Felsumfassung die einzige Reminiszenz an die vormalige Seeausfüllung sein. So sind auch unsere Böhmerwaldseen, obgleich noch heute die frischen Wunden auf der Felswand zeigend, nur ephemere [rasch vorübergehende] Gebilde. Eine kurze Zeit wird genügen, um sie zu tilgen, die jugendfrischen Züge im Antlitz des greisenhaften Böhmerwaldgebirges.“

## Das Bankelschwellen-Kar

Das Bankel bildet in 1270 m Höhe zwischen den Gipfeln des Großen und Kleinen Arbers eine Jochhöhe (Sattel), und es war sicher in Nord- und Nordostexposition Akkumulationsgebiet für zwei Gletscher. Nach Norden erstreckt sich das Kleine

Arbersee-Kar. Dem genau entgegengesetzt nach Süden, nach Bodenmais zu, liegt im Talschluss des Schwellbaches ein deutlich ausgeprägter Karboden mit rechtsseitiger steiler Seewand.

RATHSBURG (1930), der Entdecker dieses Kares, gibt auch hier eine sehr detaillierte Beschreibung der glazialmorphologischen Verhältnisse. Unterhalb der Bankelhöhe sah er im Gelände zahlreiche Rundhöcker und eine in zwei Absätzen gegliederte Karstufe. Weiter nach unten öffnete sich ihm in 1100 m Höhe ein ca. 125 m breiter, flacher Wiesenboden mit einer deutlichen linken Seitenmoräne. Talwärts beobachtete er rechter Hand ein kleines Seitenbecken, unterhalb davon eine rechtsseitige Seitenmoräne. Ein hoher Erddamm zeigt an, dass der Karboden zeitweise für die Holztrift aufgestaut wurde. Der Bankelschwellen-Gletscher war der erste bekannt gewordene im Böhmerwald, der genau nach Süden, der Sonne direkt entgegen, abfloss und trotzdem stark genug war, die üblichen Spuren, wie Rundhöcker, Gletscherzungenbecken und Moränen zu formen.

## Die Moränenlandschaft

Linksseitig des ehemaligen Seebodens, der nun vollständig vermoort ist, erstreckt sich eine deutlich ausgebildete Seitenmoräne. Rechter Hand grenzt der Karboden an die Seewand. Ausschließlich auf der rechten Seite des Schwellbaches als Seeausfluss beginnen zunächst breitgewölbte Moränen, die zur ansteigenden rechten Hangseite sowohl schmaler als auch höher werden und abknickend in Richtung des Hangbeginns verlaufen. Auf dem Wallrücken liegen viele mit Kritzer versehene erratische Blöcke. Drei Stirn- und Endmoränen enden zungenförmig im Steilabfall zum Rißlochtal.

In der Mitte der Moränenlandschaft aufgefundene, kubikmetergroße, pegmatitische Quarzlesesteine können mit dem historischen Quarzschorf am Schwellbach im Bärenloch unterhalb des Arbers am Weg zur Chamer Hütte identisch sein. Große prächtige Andalusit- und Pinitkristalle zeichneten diese Fundstelle früher aus.

## Das Rachel-Nordkar

Der zweithöchste Berggipfel im Böhmerwald ist nach dem Großen Arber (1456 m) der Große Rachel mit 1452 m. Dieser ist durch einen Sattel mit der Rachelwiese vom Kleinen Rachel (1399 m) getrennt. An den nach Norden und Osten gerichteten Abhängen sind drei Kare vorhanden, von denen jetzt nur noch der Rachelsee eine freie Wasserfläche aufweist. Die Karseen im Rachel-Nordkar und im „Alten See Karboden“ sind schon vor Jahrhunderten verlandet und vermoort und mit Wald bestockt. 1906 entdeckte THIEM bei den Geländebegehungen für seine Leipziger Dissertation „Biogeographische Betrachtung des Rachel“ im Forstbezirk „Wilder Riegel“ diese bis dahin unbekannte Karbildung.

RATHSBURG (1927, S. 92/93) gibt zutreffend die Formen der Seiten- und Endmoräne an und beschreibt das Umbiegen des rechten Seitenmoränenwalles nach außen. Das Fehlen einer

linken Seitenmoränenfläche erklärt er als Folge des Steilabfalls der Felspartien des Hochrucks und bezeichnet sie im unteren Gelände als nur „unvollkommen ausgebildet“. Eine Aufgliederung in einzelne Moränenzüge nimmt er nicht vor.

HAUNER (1980) schreibt über das Rachel-Nordkar: „Obwohl in günstiger Exposition gelegen, reicht die Gletscherzunge nördlich des Großen Rachels (1453 m) und Kleinen Rachels (1399 m) nur unwesentlich in das kleine Rachelbachtal hinter. Die Entfernung von der steilen Kar-Rückwand etwa bis zur untersten deutlichen Seitenmoräne beträgt 1,25 km. Die Steilheit des Geländes und die geringe Materialzufuhr sind die Ursache, weswegen die Endmoräne nicht erhalten blieb. Die fünf rechten Seitenmoränen (5 bis 10 m hoch, außen maximal 250 m und innen 5 bis 180 m abfallend) ziehen sich gebündelt von 1015 bis 1130 m hinauf. In 1135 m Höhe dämmt ein nur 80 m langer Seitenmoränenwall ein kleines Hochmoor ab. Die innersten drei oder fünf linken Seitenmoränenstadien sind jünger als die Stände der rechten und ähnlich der rechten aufgefächert, jedoch wesentlich kürzer und niedriger. Der innerste Wall dämmt ein Hochmoor in 1065 m Höhe ab.“

Anzumerken ist, dass HAUNER seiner Dissertation keine Feldkartierung der Umgebung des Karsees im Rachel-Gebiet beigefügt hat. Meine Aufnahmen zeigen, dass im Rachel-Nordkar vier Moränenzüge an beiden Seiten und auch vier sehr deutlich ausgebildete Stirn-, (End-)Moränen vorhanden sind. Der Platzmangel an der vorgeschobenen Seewand (Hochruck) ließ die Moränen sich an dieser Stelle erst unterhalb der Seewand ausbreiten. Das verlandete Seebecken hat nicht den Charakter eines Hochmoores.

## Interpretation der Kartierung der Moränenlandschaft

Das Rachel-Nordkar setzt im metatektischen Granat-Cordierit-Sillimanitgneis auf. In den zwei ersten rechtsseitig abgelagerten Seitenmoränenzügen konnten viele maximal 1 m mal 0,5 m große, vom Eistransport gerundete Felsblöcke gefunden werden, die reichlich sulfidische Erze enthielten und durch eine dicke, gelbbraune Rostirinde auffielen. Dies bestätigte die Annahme, dass in den Hangpartien der monotonen Gneisserien des Bayerischen Waldes Erze vorkommen. Man kann die Erzführung als stratigraphisch kennzeichnend ansehen. Das von GÜMBEL (1864) beschriebene Erzvorkommen aus der Rachel-Südseite ist möglicherweise aufgrund dieser neuen reichlichen Erzfundstücke auf die Rachel-Nordseite zu verlegen. Ob hier eine Kompassfehlablesung vorliegt, ist noch nicht geklärt.

Als Nährgebiet für einen Gletscher kommt die 1363 m hoch gelegene Rachelwiese in Frage, die im Sattel zwischen den beiden Rachelgipfeln gelegen ist. Die Höhenlage über 1300 m begünstigte die Anhäufung einer mächtigen Firnschneelage. Die günstige Geländeneigung von 50 Grad ermöglichte eine Gleitbewegung des Firneises und die Bildung eines geringmächtigen Gletschers, der sich in das nordexponierte Tal des heutigen kleinen Rachelbaches schob und dabei die Karstufen vom Verwitterungsschutt befreite. In den Karwänden

zeugen zahlreiche Rundhöcker von der Schleifwirkung des Gletschers. Er schob sich linkslastig an der schroff ansteigenden Flanke des Hochrucks entlang und bildete erst nach dem Zurückweichen dieser Felswand vier deutliche Seitenmoränenwälle unterschiedlicher Länge. An der rechten Seite im allmählich ansteigenden Gelände setzen die Moränenzüge am Ende des rückwärtigen „See-Endes“ ein. Die links- und rechtsseitigen Moränenwälle schließen das Tal nicht ab, sondern sie verlaufen in leicht gespreizter Richtung auseinander. Das Seebecken wurde durch eine Endmoräne abgedämmt. Die vier Stirnmoränenwälle sind modellartig ausgebildet. Sie liegen größtenteils regelrecht übereinander und wurden teilweise überschoben. Eine Gliederung in Rückzugs- und Vorstoßstadien ist möglich. Am Stirnrand weisen sie eine hufeisenförmige Überhöhung mit größerem Blockmaterial auf. Die am weitesten ins Tal vorgeschobene Seitenmoräne ist aus großen Felsblöcken aufgebaut. Auf dem jetzt verlandeten Karboden (Seebecken) mäandriert der kleine Rachelbach und stürzt zwischen End- und Seitenmoränen steil ins Quertal hinab.

Die Tiefe des jetzt mit erdigem Moorboden angefüllten vorderen Seebeckens konnte durch einen eingestoßenen Messstab mit zirka 3 Meter ermittelt werden. Aus dem Kartenbild ist auch zu ersehen, dass ein einzelner Eisstrom bei viermaligen Vorstößen vier Seiten- und Stirnmoränenwälle

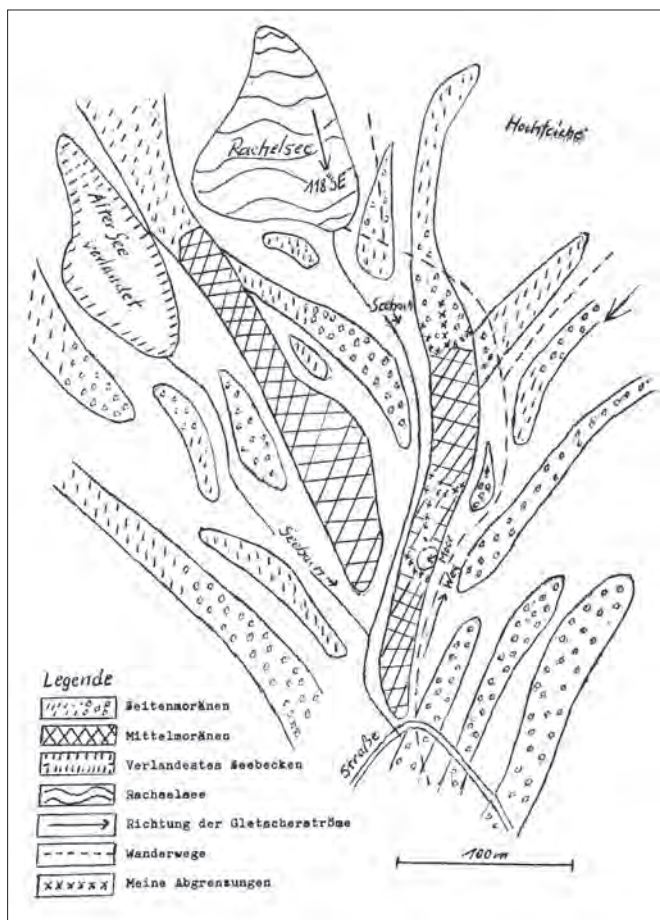


Abb. 5: Moränenlandschaften bei Rachelsee I und II (verlandet) (nach BAUBERGER 1977, HAUNER 1980 und PFAFFL 1988).

geschaffen hat. Die einstmals freie Wasserfläche im nunmehr völlig verlandeten Seebecken ist vermutlich schon vor langer Zeit verschwunden. Organisches Material füllte das sicherlich seichte Seebecken allmählich auf. PRIEHÄUSSER (1927) bezog den von ihm so genannten Firneisgrundschutt in die Moränen ein und löste dadurch eine heftige Kontroverse mit RATHSBURG (1927, 1929) aus. Neuerdings spricht HAUNER (1980) den bisher als periglazial eingestufteten Bodenformen wieder glaziale Genese zu, was in dieser Arbeit nicht ohne Widerspruch bleiben soll. Eine solche Deutung der glazialen Formen ohne Detailkartierung der Moränenfelder muss zu einem unbefriedigenden Ergebnis führen.

## Die Moränenlandschaften bei den Rachelseen I und II (Alter See)

Nach HAUNER (1980), S. 109:

Die unterhalb der Seen des Böhmerwaldes gelegenen Moränenlandschaften erfuhren erstmals durch RATHSBURG (1927, 1929) und PRIEHÄUSSER (1927) vermehrt Beachtung. Ersterer konnte Wallmoränen im Bereich aller damals bekannten 12 Gletscher vorfinden. Vom Plöckensteinsee, Schwarzen See und Kleinen Arbersee beschreibt er besonders gut ausgeprägte Seitenmoränenwälle und je einen scharf markierten Endmoränenwall. Es existieren „[...] zwischen dem Ende des Sees und der äußeren Endmoräne ausgeprägte Grundmoränenlandschaften mit der diesen eigentümlichen Unruhe des Geländes, Rückzugsmoränen quer und hufeisenförmig durch das alte Zungenbecken hindurchziehend [...]“. Die Moränen sind zum Teil nur nicht als Blockreihen erhalten, aber in einer sehr großen Anzahl von Fällen noch als Blockwälle von kompaktestem Gefüge, von oft 10 und mehr Meter Höhe.“ PRIEHÄUSSER (1927) kartiert als erster Wälle unterhalb des Großen Arbersees. „Die Stirnmoränen bauen sich rückschreitend zum See stufenförmig auf. Zwischen den Endmoränenstufen liegen die flachen Wannen, die teilweise noch Wasser enthalten, wie der Stille See [...]“. Die Seitenmoränen vereinigen sich teilweise zu einem breiten Rücken. Die Endmoränen entsprechen jeweils Seitenmoränen. Im nördlichen Moränengebiet ziehen sich die Seitenmoränen ziemlich weit hangaufwärts, während sie sich im Südteil bald im steileren Hang der Steinschachtenhänge verlieren. Die Seeabflußmoräne zeigt sich bald als breiter Rücken; für den Seebach ist nur eine schmale Rinne frei.“ (PRIEHÄUSSER, 1927). RATHSBURG stimmt in den wesentlichen Punkten mit PRIEHÄUSSER überein. So lokalisiert er ebenfalls das unterste Moränenvorkommen des Großen Arbersee-Gletschers auf 850 m und berechnet die Entfernung vom See zum Gletscher-Ende auf 750 m. Nach RATHSBURG (1929) ist die genaue Zahl der weitgehend parallel zum Seebach verlaufenden Wälle kaum festzustellen da – durch zahlreiche Geländemulden, Teilung und Wiedervereinigung von Moränenzügen – jedes Profil, je nach der Stelle, wo es quer zum Seebach durch die Moränenlandschaft gelegt ist, anders aussieht. RATHSBURG nimmt bereits in 920 m Höhe, 15 m unterhalb des Seespiegels, eine zirka 350 m breite Zungenform des Gletschers an, und seines Erachtens verläuft die unterste

Grenze des Moränengeländes nur 250 m unterhalb des Sees in Gestalt zweier Endmoränen.

Die ersten Hinweise auf Gletscherablagerungen im Rachelgebiet verdanken wir RATHSBURG (1927/29). Wegen der Unwegbarkeit des Geländes erkundete er nur die Umgebung des Rachelsees sowie des Alten Sees und stellte deshalb nur je zwei Seitenmoränen-Paare der beiden Gletscher fest. Dadurch blieben ihm die Mittelmoräne und gemeinsame Seiten-/Endmoränen der sich unterhalb vereinigenden Gletscherzungen verborgen. Erst 1963 fand das Rachel-Lusen-Gebiet wieder glazialmorphologische Beachtung. PRIEHÄUSSERS Beschreibung der Rückzugsstadien des Rachelgletschers basiert aber nur auf der Analyse der Höhenflurkarte, die einige Wälle erkennen ließ. Mit diesen Karteninformationen verband er die bereits bekannten Hypothesen (PRIEHÄUSSER 1963).

Fortschritte erbrachten die Geländebegehungen ERGENZINGERS (1967). Er deutet den Moränenwall zwischen Rachelsee und Altem See als Mittelmoräne und vermutet zu Recht einen vereinigten südlichen Rachelgletscher, der aus zwei Karen gespeist wird. Zwischen 910 m und 1070 m markieren zahlreiche blockreiche Moränenwälle seinen Rückzug, eine genauere Beschreibung fehlt. Sein Aufschluss bei P 848 (siehe Aufschluss 393) bezeichnet er als Moränenprofil und weist darauf hin, dass die Gletscher des Bayerischen Waldes weiter in die Täler vordrangen, als es die Wallmoränen bezeugen. Der Verfasser teilt die Ansicht ERGENZINGERS grundsätzlich, jedoch ging dieser im Detail viel zu weit. Wie noch bewiesen wird (siehe Kapitel 11) sind die an der Großen Ohe bei 740 m gelegenen Hügel (= ERGENZINGERS maximaler Gletscherstand im Rachelgebiet) einwandfrei Pinggen und die Schotter in der Grubenau (= ERGENZINGERS zweiter Gletscherstand) glaziluviale Schotter.

### Nach HAUNER (1980), S. 116/117:

Folgende morphologisch-stratigraphische Raumeinheiten lassen sich innerhalb der Moränenlandschaft feststellen:

- a) blockreiche Grundmoränen-Geschiebelandschaft, die spät-/postglazial von den Feinsedimenten befreit wurde und entweder unterhalb deutlicher Moränenwälle der Karoid-Gletscher zu finden ist oder an Stelle von Seitenmoränen im Schattenhang.
- b) Seitenmoränen-Landschaft mit blockreichen, aber auch feinsedimentreichen Moränenwällen, Seitenbächen und Tot-eislöchern und einzelnen Erratica.
- c) Gletscherzungenbecken mit einer maximal 5 m mächtigen Schlamm- bzw. Torfschicht (z. B. Rachelsee, Bärenriegel-Karboden, Nördlicher Rachel-Karboden, Gruft-Karboden, Teufelsloch-Karoidboden etc.) und max. 0,4 m mächtigen glazilimnischen Sedimenten (Alter See).
- d) wegen der Talenge sowie der relativen Kleinheit der Formen und Ablagerungen sind keine Sandervorfelder ausgeprägt. Auch existiert aufgrund der schmalen Zungenform der Gletscher und der verbreiteten Asymmetrie des Lobus keine ausgesprochene Endmoränenlandschaft. Ein Verlaufsknick von Seitenmoränen tritt erst 20 bis 30 m von der Mittelachse des Gletschers auf.

## Vereinigter südlicher Rachel-Gletscher

Dieser Gletscher setzt sich, wie der Verlauf der Moränenwälle in der glazialmorphographischen Karte (siehe Abb. 5) zeigt, aus 3 Teilgletschern zusammen, die ihren Ursprung in den Karen des Alten Sees, des Rachelsees und im Hochfeichtet-Karoid haben.

Demzufolge existieren zwei Mittelmoränen, die sich in der Seitenmoränen-Landschaft durch eine besondere Höhe und Breite auszeichnen. Jene zwischen dem Alten See und dem Rachelsee beginnt in 1055 m Höhe und zieht sich bis 1095 m in den die beiden Kare trennenden Felsrücken hinauf (siehe Bild 2). Von dieser Mittelmoräne gehen beiderseits zwei Seitenmoränen ab, von denen jeweils die oberste einen See aufstaut: den Kar-Moränensee Rachelsee (1071 m) und den vermoorten Zungenbeckensee am Rachelbach in 1056 m Höhe. Die beiden obersten und zugleich jüngsten Moränenwälle finden wir wenig unterhalb des Alten See-Moores (1080 m). Aus dem Verlauf der Mittelmoräne ist zu erkennen, dass der mächtigere der beiden Gletscherströme aus dem Alten See-Kar kam. Er drängte die Eismassen des Gletschers 300 m unterhalb des Rachelsees bis in eine Höhe von 1050 m den sonenseitigen Hang hinauf, was durch Seitenmoränen belegt wird. Damit erreichte der Gletscher-Lobus hier eine Mächtigkeit von ca. 50 m, am Seeausgang sogar eine von 70 m.

Die zweite Mittelmoräne zeichnet sich durch eine Wallhöhe von ca. 10 m und Böschungswerten von 25° aus. Sie markiert die Grenzlinie zwischen dem vereinigten Gletscherstrom aus den beiden Karen und der Gletscherzunge aus dem Hochfeichtet-Karoid, die nur wenig Masse zum südlichen Rachelgletscher beisteuerte. Die Eis-/Firmächtigkeit dürfte 20 m nur unwesentlich überschritten haben, wie die relativen Höhenwerte der Seitenmoränen anzeigen. Vier Moränenrückzugsstadien am Hochfeichtetbach zwischen 1000 und 1050 m beweisen die Eigenständigkeit dieses Gletscherstromes. Ihre Entfernung zum Talschluss beträgt über einen Kilometer. Die Deutlichkeit der blockreichen Wallformen, Transportweite und die Beobachtung, dass sich heute in den Nordalpen 20 m mächtiger Firn an der Basis zu Eis umwandelt, legen die Vermutung nahe, von einem Karoid-Gletscher sprechen zu können. Eis wird sich also nur jeweils im tal tiefsten Abschnitt der Karoide und am schattenexponierten leeseitigen Karoidhang gebildet haben, so dass in der Regel Firn die Karoidhänge bedeckte. Die an der Hochseign-Diensthütte (1054 m) bis zu 15 m hoch aufgetürmte und 160 m breite, mit zahlreichen Blöcken bis 90 m<sup>3</sup> Größe bedeckte linke Seitenmoräne wird vom Verfasser als Fortsetzung der in 1050 m endenden obersten Seitenmoräne des Rachelsee-Gletschers gesehen. Die gigantische Blockansammlung reicht bis 1025 m herab. Hier verringert sich dann auch die Breite der Moräne auf 100 m. Dieser mächtigste Moränenwall verläuft bis zum Seebach und verjüngt sich dabei zusehends auf eine durchschnittliche Breite von 80 m; Außen- und Innenabfall betragen 25°. Nur selten lagern ihm einzelne Erratica auf. Ähnlich mächtig sind nur noch das vierte Rückzugsstadium links und die äußerste rechte Seitenmoräne des vereinigten südlichen Rachel-Gletschers. Der vom Verfasser durchgeführten Kartierung kann entnommen werden, dass nicht alle Moränenwälle über eine gleiche Breite verfügen.

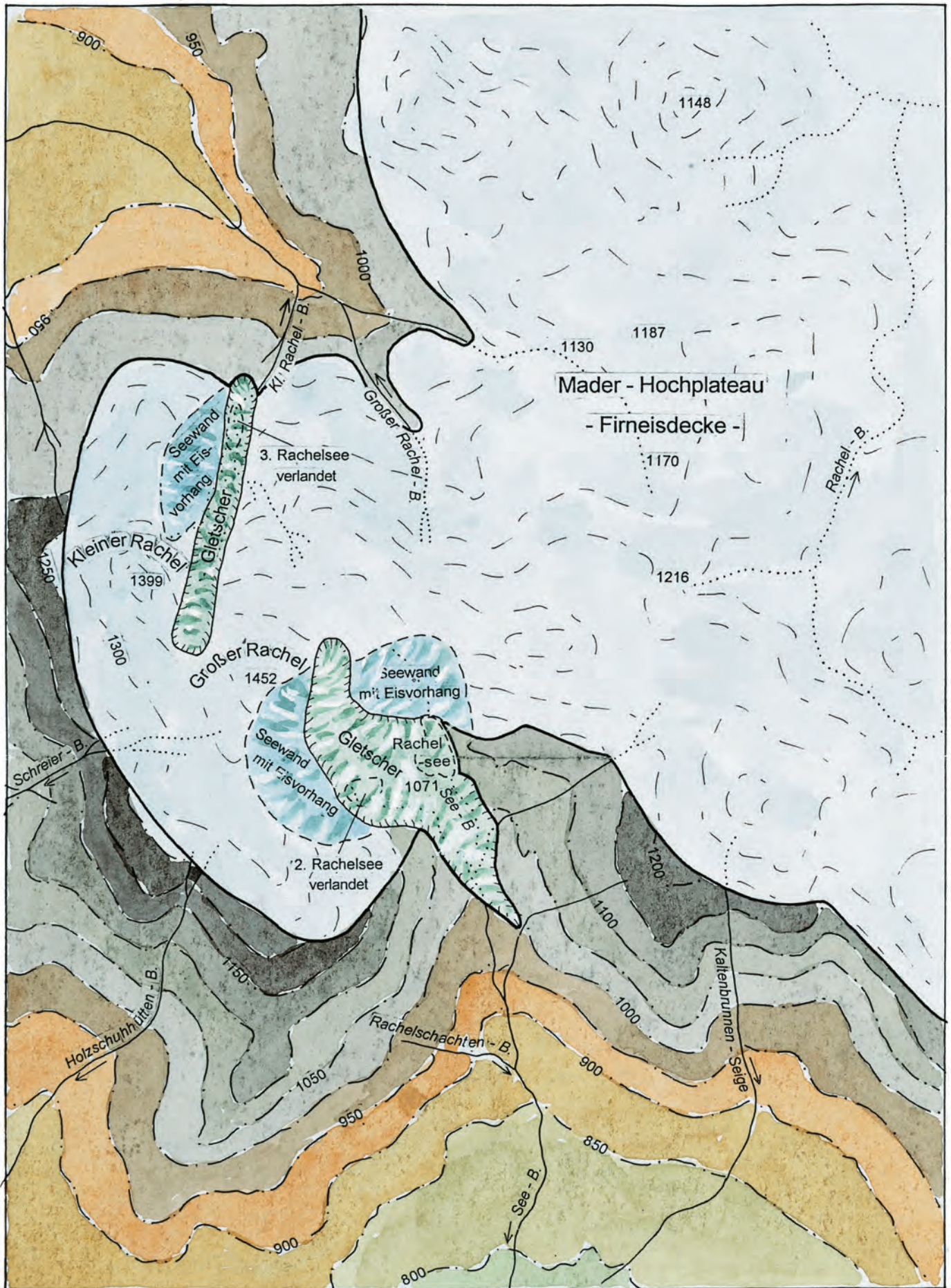


Abb. 6: Die Vereisung und Verfirnung des Mader-und Rachelgebietes mit Rachel-Nordkar und Rachelkar (Grafik: R. Rath, Kolorierung: G. Michel, Schönberg).

## Nördlicher Rachelgletscher

Nach HAUNER (1980), S. 118:

Obwohl in günstigster Exposition gelegen, reicht die Gletscherzunge nördlich des Großen Rachel (1453 m) und des Kleinen Rachel (1399 m) nur unwesentlich in das Kleine Rachelbachtal hinunter. Die Entfernung von der steilen Kar-Rückwand etwa bis zur untersten deutlichen Seitenmoräne beträgt 1,25 km (im Vergleich: Vereinigter südlicher Rachel-Gletscher 2,25 km und Gruftbach-Gletscher 1,4 km Länge). Verfolgen wir den Verlauf der äußersten rechten Seitenmoräne und vergleichen wir mit der Zungenform der anderen Talgletscher, ist die Breite und Offenheit der Form augenfällig. Rekonstruieren wir eine spitz zulaufende Zunge, so kommen wir in flachere Talabschnitte um 950 m Höhe, in denen sich Wälle und Blockansammlungen gut erhalten würden, hier dagegen fehlen sie. Erst in einer Höhe von 1000 m dürfen wir wegen des Blockreichtums beiderseits des Baches die ehemalige Endmoräne vermuten. Die Steilheit des Geländes und die geringe Materialzufuhr ist die Ursache, weswegen sie nicht erhalten blieb. Die Gletscherzunge ist hier breiter als in anderen Tälern, was die unterschiedlichen Weiten der Talform begründet, denn in den Tälern unterhalb der Schneegrenze liegt ein geringerer Korrasionsbetrag vor. Die fünf rechten Seitenmoränen (5 bis 10 m hoch, außen maximal 25° und innen 5 bis 18° abfallend) ziehen sich gebündelt von 1015 m bis auf 1130 m hinauf und vereinigen sich dort in einer 100 m breiten Moränenaufschüttung. In 1135 m Höhe dämmt ein nur 80 m langer Seitenmoränenwall ein kleines Hochmoor ab. Der Moränenwall gehört, wie zwei weitere ihm gegenüber liegende Wälle erkennen lassen, einem eigenständigen Karoid-Gletscher an. Die innersten drei der fünf linken Seitenmoränenstadien sind jünger als die Stände der rechten und ähnlich den rechten aufgefächert, jedoch wesentlich kürzer und niedriger. Ihr Außenabfall beträgt 24°. Der innerste Wall dämmt ein Hochmoor in 1065 m Höhe ab. Ein weiteres Moor liegt in der welligen Grundmoränenlandschaft in einer Höhe von 1100 m. Am Talaustritt linker Hand zieht sich eine durch glaziale Akkumulation bedingte Blockansammlung ohne Wallausbildung bis in eine Höhe von 1150 m hinauf.

Nach HAUNER (1980), S.121:

[...] und links des Reschbaches bei 915/950 m und 1125/1150 m kartieren. Da die Seitenmoränenanfänge stets aus einem glazial bedingten Blockmeer entstehen, markieren die Wälle in der Regel nicht die maximale Breitenausdehnung der Gletscher. Im engen Kleinen Schwarzbachtal und im Reschwassertal haben die Gletscher vorwiegend blockige Hangverkleidungen hinterlassen. Den mit 20 m höchsten und ca. 50 m breitesten Wall hat der Reschwasser-Gletscher im sich weitenden Talaustritt hinterlassen. Fragliche Blockmoränen finden wir u. a. in 1050 m Höhe rechts des Baches. Karoidformen und Störungen im Tallängsgefälle (siehe Abb. 6) weisen auf kleine Eis-/Firngletscher im Tal des Mittleren und Hinteren Stimmelbaches, der Schreienden Seige, des Teufelsklausenbaches und des Teufelswassers hin. Anlässlich

der amtlichen geologischen Erkundung im Nationalparkgebiet wurde ein Gletscherstand unterhalb der Teufelswasserklausen in Rechnung gestellt. In der Tat stoßen bei 895 m zwei Schotterflächen sehr nahe an den Bach und scheinen eine Talweitung abzuschneiden. ERGENZINGER (1965) vermutet sogar eine noch weitreichendere Vereisung bis zur Konfluenz mit dem Rothbach. Die von BAUBERGER (1977) erwähnten Schotterterrasse sind Hochterrassenreste. An Moränenwällen und Blockansammlungen fehlt es mit einer Ausnahme der Engtalstrecke zwischen 810 und 840 m Höhe. Das flach geböschte und niedrig gelegene Einzugsgebiet des Teufelswassergletschers lässt auch keinen großen Gletscher, der jenem südlich des Rachels am Großen Schwarzbach entsprechen würde, erwarten.

## Tiefer gelegene Grundmoränen

Räumlich abgesetzt von den Seitenmoränenreihen treten in manchen Tälern unterhalb der beschriebenen Gletscherspuren Ablagerungen vom Typ der Grundmoränen auf. Es handelt sich um ältere Moränengeschiebe, deren Formen in der Regel verwischt sind. Das Aufsuchen gestaltete sich äußerst schwierig, da eine anfänglich morphologische Betrachtungsweise, kombiniert mit Vorstellungen von den aus dem Alpenvorland bekannten Erscheinungen breit auseinander fließender Eisloben, bald diesem oder bald jenem Bergrücken, Hügel bzw. Felssporn glaziale Bedeutung gab.

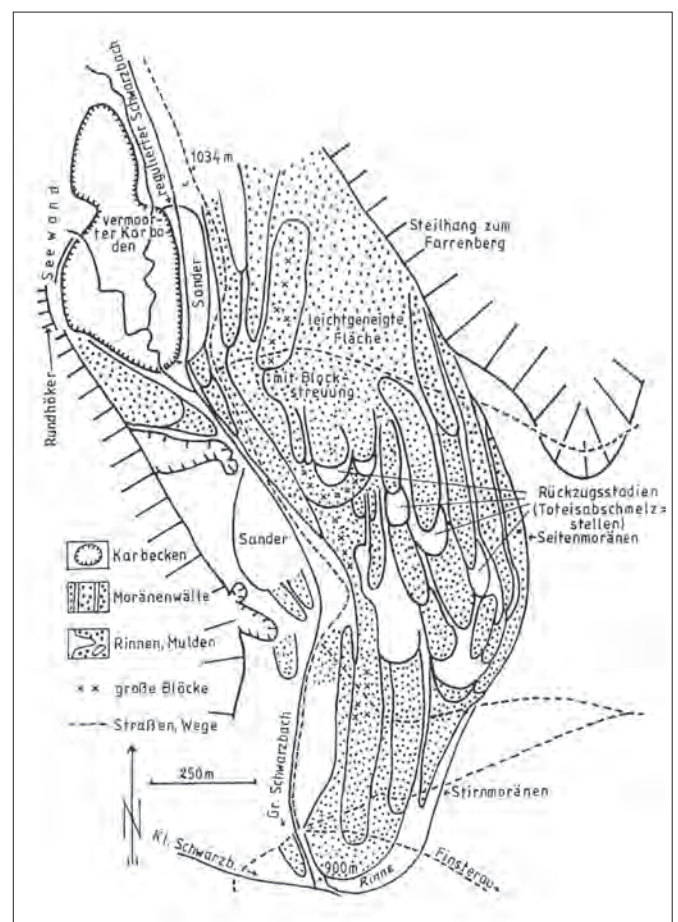


Abb. 7: Moränenlandschaft beim Bärriegel-Kar bei Finsterau.



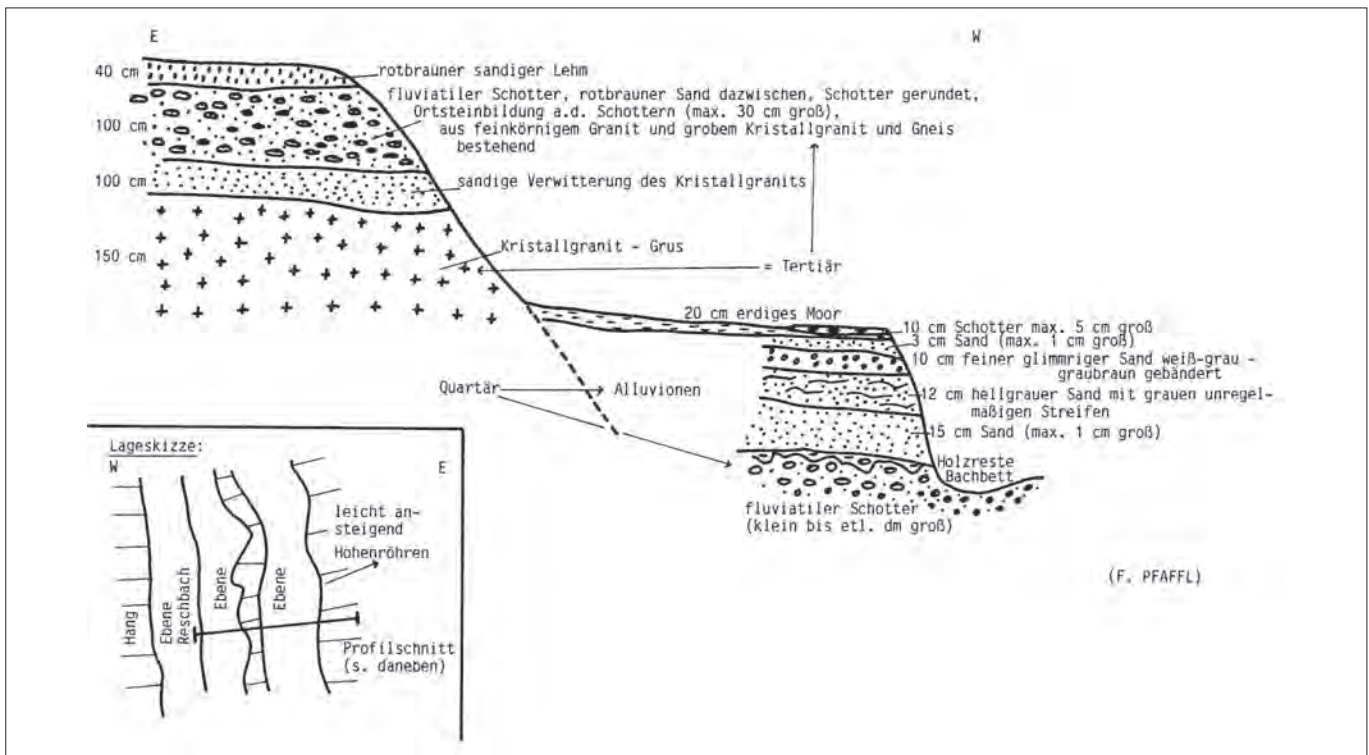


Abb. 8: Schnittpunkt der tertiären zu diluvialen Schotterablagerungen im Reschwassertal bei Mauth.

## Das Bärnriegel-Kar und seine Moränenlandschaft im Nationalpark Bayerischer Wald bei Finsterau

### Das Bärnriegel-Kar bei Finsterau

1962/63 fand ERGENZINGER bei der Aufnahme der glazialen und periglazialen Bodenformen auf Blatt Finsterau (Nr. 7047) im Bereich des Bärnriegels im Tal des Großen Schwarzbaches einen den Eiszeitforschern bisher unbekanntes Karboden in 1020 m Höhenlage mit einem bereits vermoorten See (ERGENZINGER, 1964, S. 16). Dem Karboden sind in Westrichtung einige Berggipfel mit über 1300 m Höhe als Akkumulationsgebiete vorgelagert. Die Bärnriegel-Seewand bildet so den Ostteil des 1341 m hohen Steinleckberges (Distrikt Luchsfallenhäng auf topographischen Wanderkarten). Westlich vorgelagert ist eine Bergkette mit Lusen (1372 m), Moorberg (Velký Mokřůvka; 1370 m) und Moorkopf (Maly Mokřůvka; 1330 m). Als Akkumulationsgebiet für einen ca. 4,5 km langen Gletscher, der sich nach einer Umgehung nach Südosten im Bereich der Schwarzbach-Klause ins Tal des Großen Schwarzbaches erstreckte, sind die Jochhöhen Kleines Filz (1270 m), zwischen Moorberg und Moorkopf gelegen, und der Kirchlinger Stand (1298 m) zwischen Moorberg und Steinleckberg (1341 m) anzusehen. Diese beiden Gebiete waren in exponierter Lage anemogenen West- und Südwestwinden offen und weisen nach Osten und Norden ausreichende Geländeneigungen auf, die zur Gletscherbildung führen.

### Die Moränenlandschaft

Diese erstreckt sich fast gänzlich, ausgehend auf etwa 1034 m Höhe der Vereinigung zwischen den beiden Seebecken, linksseitig am Großen Schwarzbach bis zum Zusammenfluss mit dem Kleinen Schwarzbach auf eine Länge von ca. 1600 m. Vom Großen Schwarzbach aus steigt die Moränenlandschaft fortlaufend an zu 7-8 m hohen Wällen, die dann wieder am Ende ca. 4-5 m zum umgebenden Gelände abfallen. Die Moränen erscheinen dem Talgelände angeschüttet. Toteszungenbecken mit größeren gerundeten Blöcken an den Stirnseiten liegen oft parallel nebeneinander und nach einiger Entfernung wiederkehrend. Größere vereinzelte erratische Felsblöcke von 3 mal 4 m Größe liegen den Moränenwällen auf. Rechts des Baches sind Pseudomoränen angelagert, deren Material aus der Grundmoräne am Seebeckenende stammen dürfte. Die Seitenmoränenwälle im Mittelteil sind sieben- bis achtgliedrig und zeigen anschließend mehrere Rückzugsstadien. Die Stirnmoräne ist in vier Wallendungen geteilt.

### Der periglaziale Bereich im Reschwassertal bei Finsterau

ERGENZINGER (1967) vermutet aufgrund des Vorkommens von mächtigen Sanden mit Schottern und Lehm in der Umgebung der Schustersäge ein Alter von etwa 40.800 Jahren. Eine „absolute“ Datierung ist bekanntlich mit Hilfe des

Mengenverhältnisses radioaktiver Isotope möglich. Nach HOUTERMANS (1971) ist schon nach 38.000 Jahren, vorausgesetzt, dass die kosmische Strahlung während dieser Zeit konstant blieb, nur noch 1 % des ursprünglichen Kohlenstoff-Isotop C14-Gehaltes vorhanden. Damit ist die Messgrenze erreicht.

Im nördlichen Hang oberhalb der Schustersäge liegt ein 2 m langer erratischer Felsblock aus Finsterauer Kristallgranit mit angeblicher Gletscherschrammung. Solche völlig gerundeten Wollsack-Kristallgranitblöcke findet man aber auch auf höhergelegenen Teilen des Finsterauer Höhenrückens. Die Schrammung muss nicht unbedingt von einem Gletscher herühren. An diversem Blockmaterial in Straßeneinschnitten bei Finsterau konnte ich anlässlich meiner amtlichen Bodenkartierung auch eine petrographische Ursache feststellen. Möglich ist auch eine Strömung im Bereich quarzreicher Harnischzonen mit Rutschstreifen und Gleitrillen. Der fragliche Block könnte durch Hangrutsch in das Geschehen eines Sanders gekommen sein. Im Aufschluss bei Schustersäge fehlt der für Moränen typische bindige Lehmantel größtenteils.

**Anschrift des Verfassers:**

Fritz Pfaffl  
Pfarrer-Fürst-Straße 10  
94227 Zwiesel

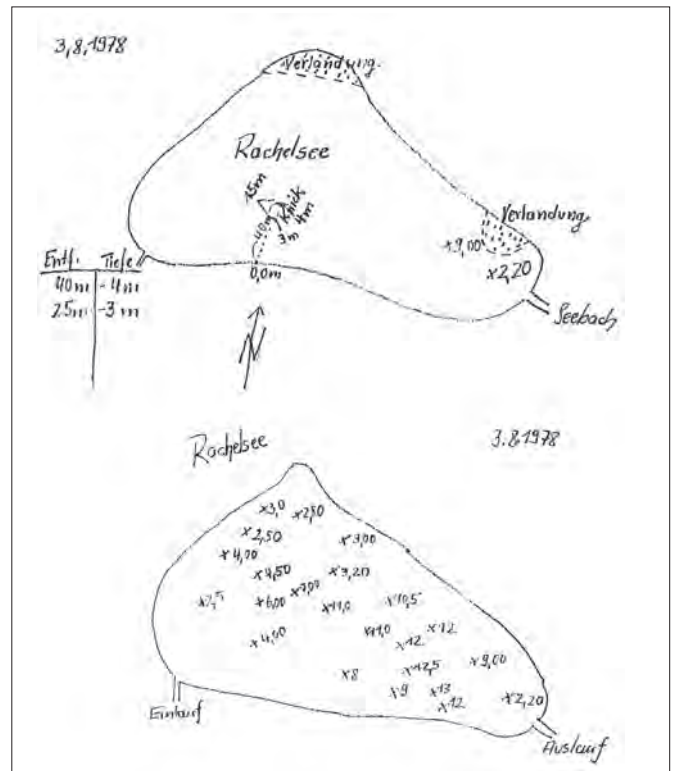


Abb. 9: Von Verfasser 1978 vorgenommene Tiefenmessungen am Rachelsee.

**Quellen**

ENGELMANN, G. (1952): Der Große Arber im Böhmerwald zur Eiszeit. – Natur und Heimat Bd. 5, Leipzig, S. 28-30.

ERGENZINGER, P. (1964): Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayer. Wald) – Dissertation FU Berlin.

ERGENZINGER, P. (1967): Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes. – Eiszeitalter und Gegenwart 12, Öhringen, S. 152-168.

GÜMBEL, C.W., v. (1868): Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges. – Verlag Justus Perthes, Gotha, 968 S.

HAUNER, U. (1980): Untersuchung zur klimagesteuerten tertiären und quartären Morphogenese des Inneren Bayerischen Waldes (Rachel-Lusen) unter besonderer Berücksichtigung pleistozän kaltzeitlicher Formen und Ablagerungen. – Nationalpark Bayerischer Wald 6, Grafenau, S. 1-152.

PARTSCH, J. (1882): Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. – XII, Koebner, Breslau, 198 S.

PFÄFFL, F. (1988): Glazialmorphologische Untersuchungen am Rachel-Nordkar und am Großen Arbersee im Bayerischen Wald. – Geol. Bl. NO-Bayern, 38, Universität Erlangen, S.7-26.

PFÄFFL, F. (1992): Die Glazialseen des Hohen Böhmerwaldes. – Geol. Bl. NO-Bayern 42, Universität Erlangen, S. 143-146.

PFÄFFL, F. (1997): Zur Geologie des Arbergebietes. – Schriftenreihe: Aus den Naturschutzgebieten Bayerns, Heft 144, die Naturschutzgebiete am Arber, Bayer. Landesamt für Umweltschutz, München, S. 9-14.

PFÄFFL, F. (1997): Das Bärnriegelkar und seine Moränenlandschaft im Nationalpark Bayerischer Wald bei Finsterau. – Der Bayerische Wald 38, Grafenau, S. 22-23.

PFÄFFL, F. (2003): Die Eiszeitseen im Hohen Böhmerwald. – Natur und Museum, 133, Frankfurt/M, S. 44-49.

PRIEHÄUSSER, G. (1927): Der Bayerische Wald im Eiszeitalter. I. Glaziale Spuren in der Umgebung des Großen Arbersees. – Geognost. Jh., 40, München, S. 133-150.

PRIEHÄUSSER, G. (1963): Altpleistozäne Eiszeitspuren im Bayerischen Wald. – Geol. Bl. NO-Bayern 13, 163-177.

RATHSBURG, A. (1927): Die Gletscher des Böhmerwaldes zur Eiszeit. – Ber. d. Naturwiss. Ges. Chemnitz 22, Chemnitz, S. 68-121.

RATHSBURG, A. (1929): Neue Beiträge zur Vergletscherung des Böhmerwaldes während der Eiszeit. – Mitteilungen des Vereins für Erdkunde, Dresden, S. 65-161.

THIEM, F. M. (1906): Biogeographische Betrachtung des Rachel zum Zwecke der Darlegung, wie das Leben diesen Raum in vertikaler Richtung besetzt hat. (Lebenszonen, Lebensgrenzen.) – Dissertation, Plauen.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Der Bayerische Wald](#)

Jahr/Year: 2021

Band/Volume: [34\\_1-2](#)

Autor(en)/Author(s): Pfaffl Fritz

Artikel/Article: [Die Eiszeitseen im Bayerischen Wald mit ihren Moränenlandschaften 82-91](#)